

INFLUENCIA DEL DESEMBALSE EN LA ESTABILIDAD DE UNA LADERA. CASO REAL.

Núria M. PINYOL^{1,*}, Eduardo E. ALONSO², Jordi COROMINAS² y José MOYA²

¹ Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria (CIMNE).
Universitat Politècnica de Catalunya

² Departamento de Ingeniería del Terreno, Geofísica y Cartográfica
Universitat Politècnica de Catalunya

RESUMEN

Un aspecto crítico a controlar en la gestión de embalses es la velocidad de descenso de nivel de agua debido al riesgo de inestabilidades en las laderas que lo forman. Este artículo presenta el estudio realizado para conocer las causas del desarrollo de un gran deslizamiento en la ladera de un embalse. Para ello se realizó en primer lugar un reconocimiento geológico y geotécnico con el fin de definir la tipología del movimiento, su geometría y materiales involucrados mediante la realización de sondeos profundos y la instalación de inclinómetros y piezómetros. Se determinó que se trataba de la reactivación de un antiguo deslizamiento traslacional de 40 Mm³. Mediante la observación detallada de los testigos y la información proporcionada por las medidas inclinométricas, se determinó la posición de la superficie de deslizamiento. Ésta se localizó en un estrato arcilloso de edad Garumniense y de alta plasticidad. Se analizaron en el laboratorio muestras extraídas de esta arcilla y se evaluaron sus propiedades geotécnicas.

La causa más probable del movimiento se asignó al descenso rápido del nivel del embalse que alcanzó velocidades de 1.2 m/s. El análisis se realizó para una sección representativa y mediante un programa de elementos finitos capaz de resolver de forma acoplada la respuesta mecánica e hidráulica. Se modeló la variación del nivel del embalse durante los 4 años previos a la rotura. La distribución de presión de agua calculada, determinante en el análisis de estabilidad, se validó mediante la comparación de los resultados con los valores medidos en los piezómetros instalados alrededor de la superficie de deslizamiento después de la rotura.

1. INTRODUCCIÓN

En verano de 2006 se detectó un movimiento de ladera en la margen izquierda de un embalse con la aparición de una grieta continua de entre 0.1 y 0.3 m de apertura. La grieta, prácticamente paralela al embalse tenía una longitud de 1.2 km (Fig. 1). Los estudios realizados posteriormente indicaron que se trataba de un deslizamiento de unos $40 \times 10^6 \text{ m}^3$.



Figura 1. Fotografía aérea del embalse y la presa. La línea amarilla indica el límite del deslizamiento no sumergido en el embalse.

El presente artículo presenta el análisis realizado de este deslizamiento con el objetivo de determinar las causas del movimiento incipiente observado y el efecto del embalse y sus variaciones de nivel sobre la estabilidad de la ladera. Ello permite evaluar los riesgos de la futura explotación del embalse. Para ello se llevó a cabo un estudio morfológico y geológico de la zona a partir del reconocimiento en superficie y del análisis de testigos de sondeos profundos y los datos inclinométricos. Se pudo identificar el mecanismo de rotura, definir el volumen inestable y estimar la posición de la superficie de rotura. La superficie de rotura se sitúa en un estrato de arcilla de alta plasticidad de edad Garumniense. Se instalaron sensores piezométricos en varios puntos en el interior o cercanos a esta capa arcillosa. También se llevó a cabo un programa de ensayos de laboratorio para determinar las propiedades geotécnicas del material en el que se localiza la banda de corte.

Los trabajos realizados permitieron concluir que se trataba de la reactivación de un antiguo deslizamiento debido a un descenso relativamente rápido del nivel del embalse después de un largo periodo de tiempo, unos 12 años, con el nivel a una cota relativamente alta.

2. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y CARACTERIZACIÓN DEL DESLIZAMIENTO

El deslizamiento se encuentra en una zona constituida por unidades de roca sedimentaria que corresponden al periodo de tránsito entre el Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior. La columna estratigráfica de abajo arriba se describe a continuación:

- Caliza gris inferior: caliza de origen lacustre con intercalaciones de marga gris de edad de Campaniense a Maastrichtiense con un espesor mínimo de 40 m.
- Arenisca: predominantemente de grano medio a grueso de color gris a ocre con intercalaciones multicolor (gris, rojas y ocre) de limolita arcillosa.
- Limolita arcillosa: capa fina de limolita gris y blanca y limolita margosa que aparece únicamente de forma local en el lado oeste de la zona de estudio.
- Arcilla roja: capa de entre 2 a 12 m de espesor de limolita arcillosa y roca arcillosa limosa de color rojo a ocre de origen continental. Se encuentra localmente intercalada entre capas de limolita y marga. Pertenece al Paleoceno inferior (Garumniense).
- Caliza blanca: capa de entre 15 y 25 m de espesor de limolita gris a blanca masiva.
- Caliza y limolita: unidad heterogénea compuesta por limos arcillosos y caliza, arcilla limosa y margas calcáreas de varios colores del Paleoceno Inferior (Garumniense) con un espesor mínimo de 70 m.

La parte superior no sumergida del deslizamiento se pudo identificar de forma precisa por la grieta de tracción periférica fácilmente visible en campo y mediante las grietas laterales (Fig. 2). La grieta, de longitud superior al kilómetro y un salto de 10-20 cm, tiene una dirección aproximadamente paralela al río y a la orilla del embalse.



Figura 2. Parte de la grieta de tracción aparecida en Agosto de 2006 que delimitaba la parte superior de la masa deslizada.

La grieta se sitúa al pie de un antiguo escarpe de más de 4-5 m de desnivel. El escarpe delimita la grieta por el Sur, la sigue en todo su recorrido y constituye la cicatriz de coronación del deslizamiento. Esto indica que el deslizamiento no es una primera rotura sino que se trata de la reactivación de un movimiento de edad desconocida (visible en las fotografías aéreas de 1956).

El trazado rectilíneo del escarpe y el hecho de que el terreno junto a la grieta no muestre indicios de basculamiento de la superficie sugiere un deslizamiento de tipo traslacional.

No se encontraron evidencias geológicas ni morfológicas de rotura por fuera del área delimitada por la grieta y el embalse. La sierra situada detrás del deslizamiento, en el lado sur (Fig. 1) presenta una red de drenaje antigua bien desarrollada y regular encajada en roca arenisca y limolita estable sin presentar ninguna anomalía fruto de posibles movimientos recientes. Por ello se concluyó que el deslizamiento se delimitaba por la grieta descrita.



Figura 3. Superficies de cizalla con estrías y pulimentos en la arcilla Garumniense. Muestras recuperadas de los sondeos.

La posición del plano de deslizamiento se estimó a partir del análisis detallado de los testigos de los sondeos buscando criterios fiables para su identificación. Durante el estudio el deslizamiento se mantuvo prácticamente inmóvil y la posición de la superficie no se pudo identificar mediante el análisis sistemático de movimientos registrados. La identificación de la superficie de deslizamiento se realizó mediante (a) la presencia de planos de cizalla reconocibles por la existencia de estrías y superficies de pulimento (Fig. 3); (b) continuidad y paralelismo de los planos de cizalla respecto al posible plano de deslizamiento; (c) grado de recuperación y calidad de los testigos por encima del plano de cizalla (en el caso de terreno deslizado, el movimiento puede haber roto los estratos más rígidos y dar como resultado un macizo de peor calidad cuando se compara con los testigos de roca no deslizada); (d) la

interpolación del plano de deslizamiento entre sondeos no debe mostrar incoherencias; (e) y finalmente, la correlación con las lecturas inclinométricas, aunque la información fuera limitada por los pequeños movimientos registrados. Con todo ello se concluyó que la superficie de deslizamiento se localiza en la capa continua y relativamente delgada de arcilla roja del Garumniense.

A partir del estudio realizado se determinaron distintos perfiles geológicos longitudinales y transversales con la posición de la superficie de deslizamiento. La Figura 4 muestra uno de estos perfiles que posteriormente será utilizado para el análisis.

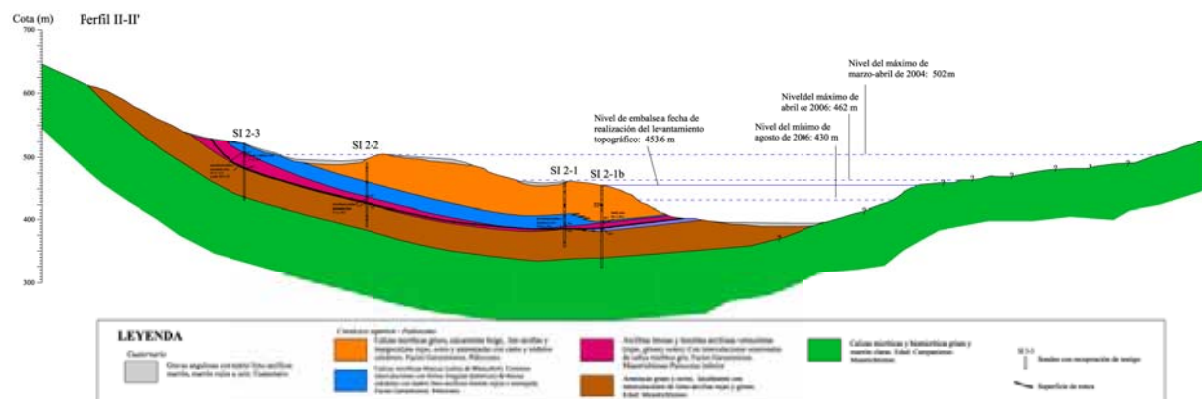


Figura 4. Perfil central del deslizamiento en dirección perpendicular al embalse.

3. PROPIEDADES GEOTÉCNICAS DE LA ARCILLA GARUMNIENSE

Se ensayaron muestras bloque de la arcilla donde se localiza la superficie de deslizamiento. La densidad natural varía entre 17.1 y 18.8 kN/m³, el contenido de agua natural es del 20% y el límite líquido y el índice plástico de $w_L=54-57\%$ y $IP=26-31\%$ respectivamente. Se trata de una arcilla de alta plasticidad. Se determinó también la resistencia residual de la arcilla en el ensayo de corte anular sobre muestras saturadas. Al tratarse de la reactivación de un antiguo deslizamiento, es la resistencia residual la que determina la resistencia disponible en la superficie de deslizamiento. Se obtuvo un ángulo de fricción de 12° para rangos de tensión efectiva normal de 100-250 kPa. Valor razonable teniendo en cuenta la plasticidad del material. La superficie de deslizamiento se encuentra entre 50 y 100 m de profundidad por lo que cabe esperar que la tensión normal “in situ” actuando sobre la superficie de deslizamiento será significativamente mayor a la aplicada en los ensayos (de unos 800 kPa de media). Por otro lado, las tensiones normales, de origen tectónico, aplicados sobre la superficie de deslizamiento en periodos en que fue movilizadas pudieron ser mayores. Por ello es de esperar que el ángulo de fricción disponible sobre la superficie de deslizamiento sea probablemente menor al medido en el laboratorio (Stark y Eid, 1994; Alonso, 2005). Se estima un valor entre 10 y 12°.

La permeabilidad saturada medida en laboratorio a 300 kPa de tensión en la célula edométrica mediante el método de flujo estacionario sobre muestras inalteradas fue de 4.2×10^{-10} y 4.9×10^{-11} m/s.

4. NIVEL DE EMBALASE E INTERPRETACIÓN DE LAS MEDIDAS PIEZÓMETRICAS

La Figura 5 muestra la variación del nivel del embalse desde 1987. Desde ese año se han producido dos descensos importantes hasta cotas bajas (alrededor de la cota 430), en el verano de 1991 y en el de 2006, después de un largo periodo en el que el embalse se mantuvo a una cota elevada (por encima de la cota 480). La grieta se observó en el verano de 2006.



Figura 5. Evolución del nivel del embalse

En 2008 se instalaron sensores piezométricos en cinco sondeos, tres de los cuales, situados a lo largo del perfil II, se instalaron en los sondeos S2-1, S2-2 y S2-3 (Fig. 4). En cada sondeo se instalaron tres piezómetros de cuerda vibrante a tres profundidades distintas alrededor de la capa de arcilla Garumniense donde se localizó la superficie de deslizamiento. En particular la Figura 6a muestra la cota de instalación de los piezómetros en el sondeo S2-2 y su posición relativa respecto a los estratos y la superficie de deslizamiento. La evolución de la presión registrada, en cota piezométrica, junto a la cota de embalse para los tres sensores se muestra en la Figura 6b. Del análisis de las presiones registradas se concluyó que (a) el comportamiento hidráulico de la capa de arcilla Garumniense parece independiente a la capa de arenisca que se encuentra por debajo; (b) la presión en el estrato de arenisca, excepto en la parte superior del deslizamiento, sigue de forma inmediata el nivel del embalse, lo que indica una alta permeabilidad; (c) la presión de agua permanece prácticamente constante e independiente del nivel del embalse

durante los siete meses de medida cuando el nivel del embalse se encontraba por debajo de la cota 460. Ello es indicativo de la dificultad para disipar la presión de agua en el estrato donde se localiza la superficie de deslizamiento (consecuencia de la baja permeabilidad también medida en laboratorio).

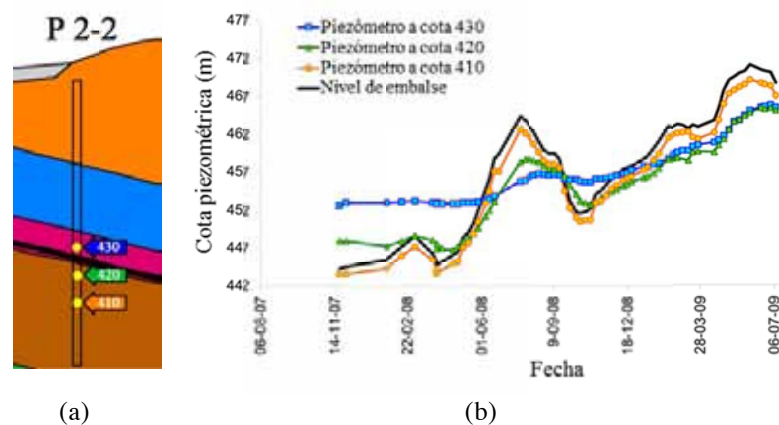


Figura 6. (a) Posición de los sensores piezométricos de cuerda vibrante en el sondeo SI2-2; (b) presión de agua registrada en los piezómetros expresada en cota piezométrica y nivel de embalse.

5. CÁLCULO DE LA PRESIÓN DE AGUA

En este apartado se calcula la presión de agua con el fin de estimar su distribución a lo largo de la superficie de rotura para el posterior análisis de estabilidad. El cálculo se realiza mediante el código de elementos finitos Code_Bright (Olivella et al. 1996) desarrollado en el Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica de la Universitat Politècnica de Catalunya. El programa es capaz de resolver de forma acoplada el problema de flujo y deformación, una característica imprescindible para el cálculo de presiones de agua afectadas por un desembalse (Pinyol et al. 2008).

Se ha modelado la sección central del deslizamiento en dos dimensiones como sección representativa (Fig. 4). En el modelo de cálculo se distinguen únicamente dos materiales (Fig. 7), la capa de arcilla del Garumnense y el resto de los estratos rocosos permeables se caracterizan como un único material.

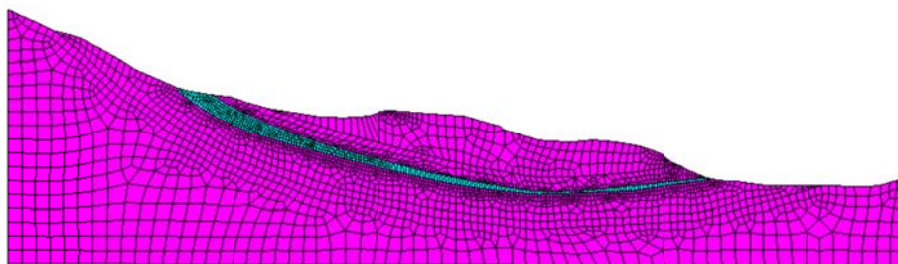


Figura 7. Modelo en elementos finitos para el cálculo de la distribución de presión. Malla de elementos finitos cuadriláteros.

El comportamiento tensión-deformación de los materiales se ha caracterizado mediante una ley elástica lineal definida con el módulo de Young y el coeficiente de Poisson. El efecto de la elastoplasticidad de los materiales en el análisis de desembalse es poco relevante (como se discute en detalle en Pinyol et al. 2008), especialmente en el caso estudiado por tratarse de una arcilla sobreconsolidada de rigidez elevada. Por ello se juzga suficiente la hipótesis de elasticidad. Los valores elásticos escogidos se muestran en la Tabla 1. Los valores de la permeabilidad saturada también se indican en la tabla. Los parámetros de la arcilla se derivan de los ensayos de laboratorio y los de la roca se han estimado según valores típicos asociados a las rocas presentes en la ladera.

El análisis requiere caracterizar los materiales en condiciones no saturadas. Las curvas de retención (que relaciona la succión o presión de agua negativa con el grado de saturación) se han definido según el modelo de Van Genuchten con los parámetros indicados en la Tabla 1. La permeabilidad relativa se ha definido según una ley cúbica ($k_{rel} = k_{sat} S_r^3$; donde k_{sat} es la permeabilidad saturada y S_r el grado de saturación) para ambos materiales.

Parámetro y unidad	Arcilla	Roca
Módulo de Young (MPa)	500	2500
Coeficiente de Poisson	0.3	0.3
Permeabilidad saturada (m/s)	$4 \cdot 10^{-10}$	10^{-6}
Parámetros Van Genuchten:		
λ (-)	0.33	0.33
P_0 (MPa)	0.3	0.01
$S_{r_{max}}$ (-)	1	1
$S_{r_{min}}$ (-)	0	0

Tabla 1. Parámetros de cálculo

Se ha modelado la evolución del nivel del embalse desde el año 2002 hasta finales del 2009 (incluyendo el momento de aparición de la grieta y el periodo de medida).

Con el fin de validar los cálculos se comparan los resultados obtenidos con las medidas de presión registradas en los piezómetros de la sección central (Fig. 4). La Figura 8 muestra dicha comparación para los piezómetros situados en el sondo SI2-2. Las presiones de agua calculadas en el estrato inferior de areniscas siguen de forma inmediata el nivel del embalse tal y como indican las medidas. Ello es consecuencia de una buena estimación de la permeabilidad, relativamente alta, de este estrato. La presión de agua medida en la capa de arcilla de baja permeabilidad se ha podido simular de forma satisfactoria. Las presiones se sobreestiman ligeramente cuando el nivel del embalse se encuentra a cotas bajas.

La principal discrepancia entre cálculos y medidas de presión de agua se observó en los sensores instalados en el estrato de arenisca en la parte superior del deslizamiento (no mostrados en este artículo). Las medidas indicaban presiones del orden de 15-25 m por encima de la cota del sensor mientras que de los cálculos no indican presiones positivas.

En los cálculos se modeló un flujo de entrada a largo de la superficie de la ladera correspondiente al valor medio de la lluvia registrada en la zona ($400 \text{ l/m}^2/\text{año}$). Los valores de presión registrados pueden ser consecuencia de niveles freáticos colgados consecuencia de aportación subterránea de la sierra situada detrás de la ladera no incluida en el modelo.

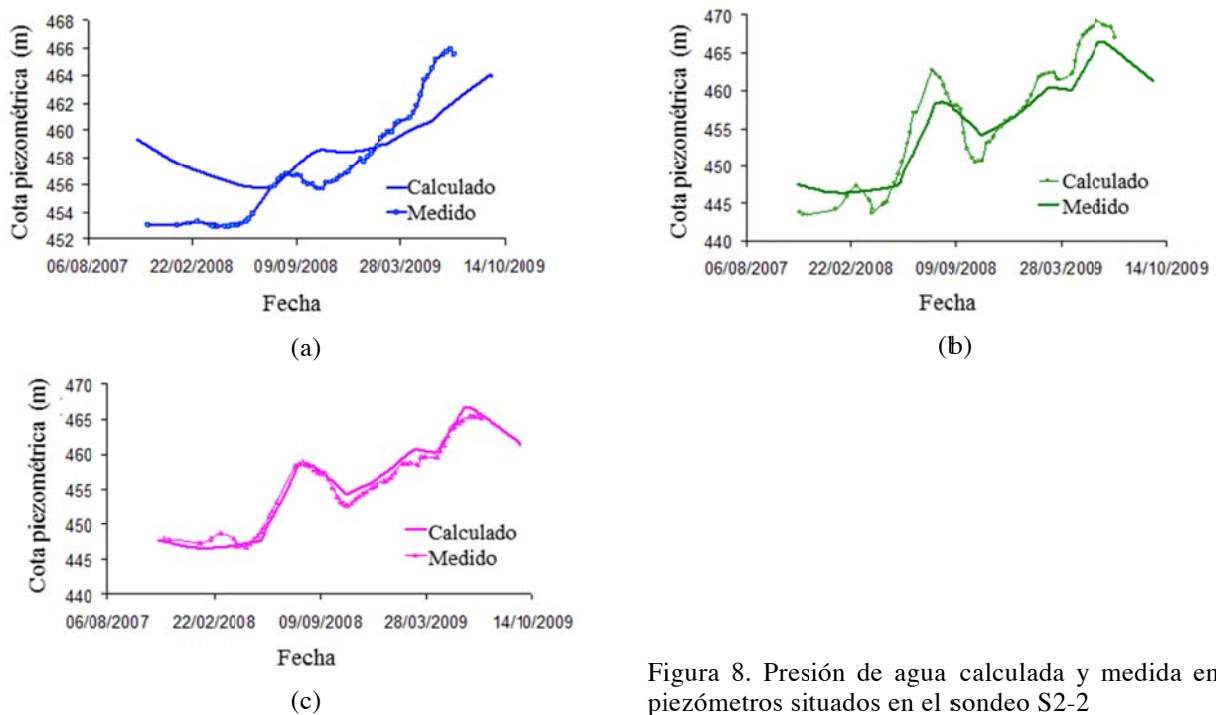


Figura 8. Presión de agua calculada y medida en los piezómetros situados en el sondeo S2-2

Los resultados obtenidos dan fiabilidad a los cálculos y a los parámetros introducidos. Por ello, la distribución de presión calculada durante el descenso del nivel del embalse, se ha introducido como dato de entrada en un análisis de estabilidad que se presenta en el siguiente apartado con el fin de explicar las causas de la rotura observada. La Figura 9 muestra la presión de agua calculada cuando el nivel de agua del embalse alcanza un valor mínimo desde el año 1986, correspondiente al 21 de Agosto de 2006 cuando el nivel del embalse se encontraba a la cota 431 (Fig. 5)). Se observa claramente el efecto de la baja permeabilidad de la capa continua arcillosa mediante el salto abrupto de presión en su contorno.

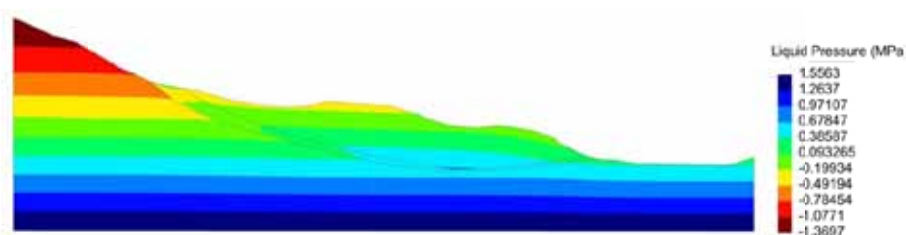


Figura 9. Distribución de presión de agua calculada correspondiente al 21 de Agosto de 2006.

6. CÁLCULO DE LA ESTABILIDAD DE LA LADERA

El cálculo de estabilidad se ha realizado mediante un programa de equilibrio límite que permite introducir la presión a partir de la posición del nivel freático o a partir de los valores introducidos por puntos que posteriormente son interpolados. Se ha utilizado el método de Morgenstern-Price para el cálculo del factor de seguridad. Al ser la superficie de rotura conocida, su posición se ha predefinido. La resistencia se define según una ley de Mohr-Coulomb. De acuerdo con lo discutido previamente, se asigna una cohesión nula y un ángulo de fricción de 10° .

En primer lugar se analizó la estabilidad de la ladera para diferentes niveles de embalse suponiendo una distribución de presión de agua hidrostática definida por un nivel freático horizontal a la cota del nivel del embalse. Se supone así una situación estacionaria sin caída de presión controlada exclusivamente por el nivel del embalse. La Figura 10 muestra el efecto de la cota de embalse en el factor de seguridad. Se concluye que el factor de seguridad es superior a uno en todos los casos.

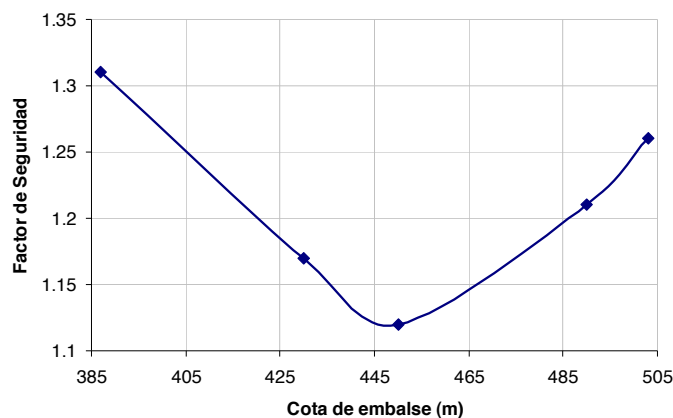


Figura 10. Variación del factor de seguridad con el nivel del embalse.

Sin embargo, el factor de seguridad se reduce significativamente si se analiza la situación de desembalse. Si la distribución de presión de agua calculada para el día 21 de Agosto de 2006 (Fig. 9) y el nivel de agua correspondiente se introduce en los cálculos de estabilidad, el factor de seguridad obtenido es de 1.04 que podría explicar la rotura observada. Se obtiene un factor de seguridad igual a 0.99 si las presiones registradas en la parte superior del deslizamiento, y no modeladas, son introducidas en el análisis de estabilidad.

7. CONCLUSIONES

En este artículo se analiza la estabilidad de una ladera afectada por el nivel del embalse basándose en trabajos de campo y de laboratorio. El modelo tiene en cuenta el perfil de la

ladera en dos dimensiones, la forma y posición de la superficie de rotura, la variación del nivel del embalse durante los cuatro años largos previos a la aparición de la rotura y la entrada de agua por lluvias.

De los análisis de sensibilidad realizados, la estabilidad de la ladera afectada por el nivel del embalse se puede asegurar en condiciones estacionarias. La situación crítica se alcanza debido a descensos del nivel del embalse relativamente rápidos después de un periodo suficientemente largo en el que el nivel del embalse se mantiene a una cota relativamente elevada (cercano al nivel máximo). Esto es debido a que la estabilidad está determinada por la presión de agua en el interior de una capa continua de arcilla de alta plasticidad y baja permeabilidad. La futura explotación del embalse en condiciones de seguridad sin alterar la geometría de la ladera debe asegurar que los excesos de presión en el interior de dicha capa se mantengan relativamente bajos respecto al nivel del embalse. Se debe controlar por ello la velocidad máxima de desembalse. Excesos de presión en el interior de la ladera debido a otras causas como lluvias o infiltración subterránea son también causa de inestabilidad. Sin embargo, dichas causas son difíciles de controlar para la futura explotación del embalse.

REFERENCIAS

- Alonso, E.E. 2005. Parámetros de Resistencia en cálculos de estabilidad. *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Valencia, 21 – 24 June 2005. Alonso, E., Corominas, J., Jordà, L., Romana, M. and Serón, J.B. (eds.), 1131-1195.
- Olivella, S., Gens, A., Carrera, J. y Alonso, E.E. 1996. Numerical formulation for a simulator (CODE BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Engineering Computations* 13 (7), 87-112.
- Pinyol, N.M., Alonso, E.E. y Olivella, S. 2008. *Rapid drawdown in slopes and embankments*. *Water Resources Research* 44, W00D03, 22pp. Special issues on: Hydrology and Mechanical Coupling in Earth Sciences and Engineering: Interdisciplinary Perspectives.
- Stark, T.D. y Eid, H.T. 1994. Slope stability analyses in stiff fissured clays. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 123 (4), 335-343.